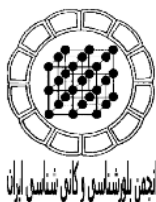
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و سوم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۴، از صفحهٔ ۷۰۹ تا ۷۲۲



بررسی ژئوشیمی و خاستگاه کرومیت‌های گلاب در شرق سربیشه، خراسان جنوبی

لیلا خاوری[۱]، حبیب بیابانگرد[۱*]، حسن میرنژاد[۲]، شجاع الدین نیرومند[۲]، حمیدرضا سلوکی[۱]

۱-گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان

۲- دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

(دریافت مقاله: ۹۳/۷/۸، نسخه نهایی: ۹۳/۱۲/۱۵)

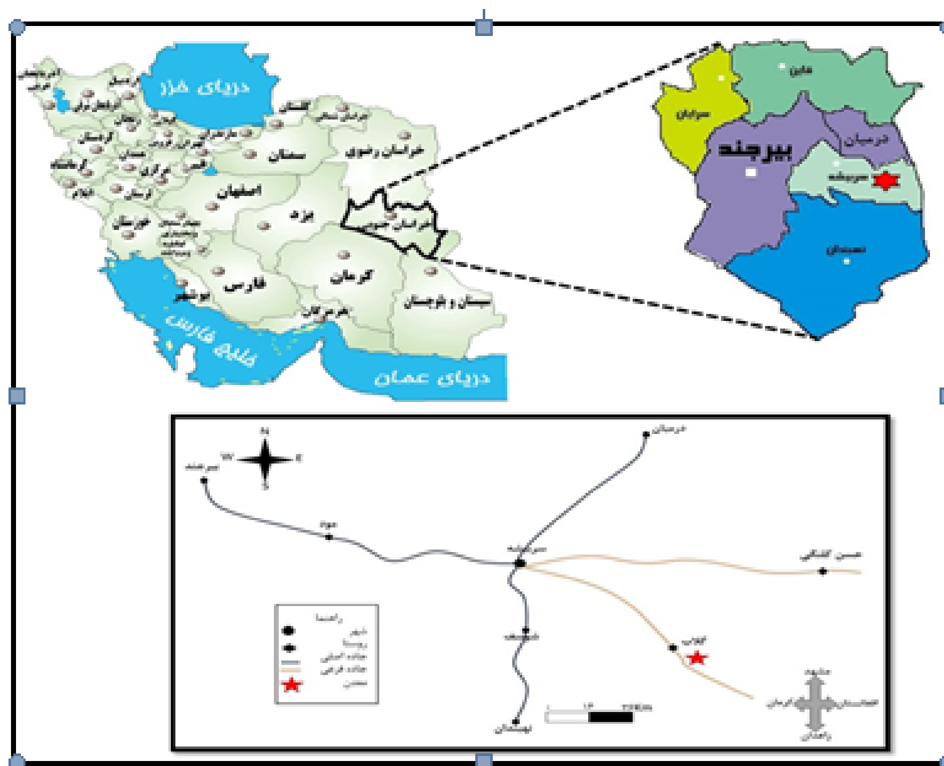
چکیده: مهم‌ترین واحدهای زمین‌شناسی منطقه‌ی شرق سربیشه، مجموعه‌های افیولیتی وابسته به کرتاسه‌ی فوقانی است که اغلب دارای ترکیب الترامافیک‌های سرپانتینی شده (دونیت، هارزبورژیت و پیروکسنیت) هستند. نهشته‌های کرومیتی در این سنگ‌ها اغلب با شکل‌های مختلفی مانند لایه‌ای، پراکنده و عدسی شکل با ابعاد متغیر مشخص می‌شوند. بررسی‌های بافتی کرومیت‌های گلاب نشان می‌دهد که اغلب آن‌ها دارای بافت‌های نخستین مانند بافت‌های توده‌ای و افشان و نیز بافت‌های ثانوی شامل بافت‌های کاتاکلاستیکی، برشی، میلونیتی و چین خورده هستند. ژئوشیمی کرومیت‌های گلاب نشان دهنده‌ی مقادیر میانگین اکسیدهای Cr_2O_3 (۴۲٫۲۶ ٪)، MgO (۱۷٫۲۳٪)، TiO_2 (۰٫۳۶٪) و Al_2O_3 (۱۰٫۵٪) است. نسبت $Cr/Cr + Al$ در حد ۰٫۷۹تا ۰٫۹۳، نشان از غنی بودن این کرومیت‌ها از Cr و فقیر بودن آن‌ها از Al است. بالا بودن مقدار Cr_2O_3 و MgO در کرومیت‌ها حاکی از تبلور آن‌ها از ماگمایی با درجه‌ی ذوب بخشی نسبتاً بالاست. میزان بالای MgO، کروم، #Cr، #Mg در کرومیت‌های گلاب قابل‌مقایسه با ماگمای مادر نوع بونینیتی است. ذخایر کرومیت پادیفرم در منطقه‌ی شرق سربیشه احتمالاً در دنباله‌ی جبه‌ای که در محیط فرافرورانش تشکیل شده، به وجود آمده‌اند. تشکیل کرومیت‌های گلاب مشابه دنباله‌ی افیولیتی لوبوسا در منطقه‌ی جنوب تبت است.

واژه‌های کلیدی: ***منطقه‌ی** فرافرورانش؛ ماگمای بونینیتی؛ ژئوشیمی کرومیت گلاب؛ شرق سربیشه.*

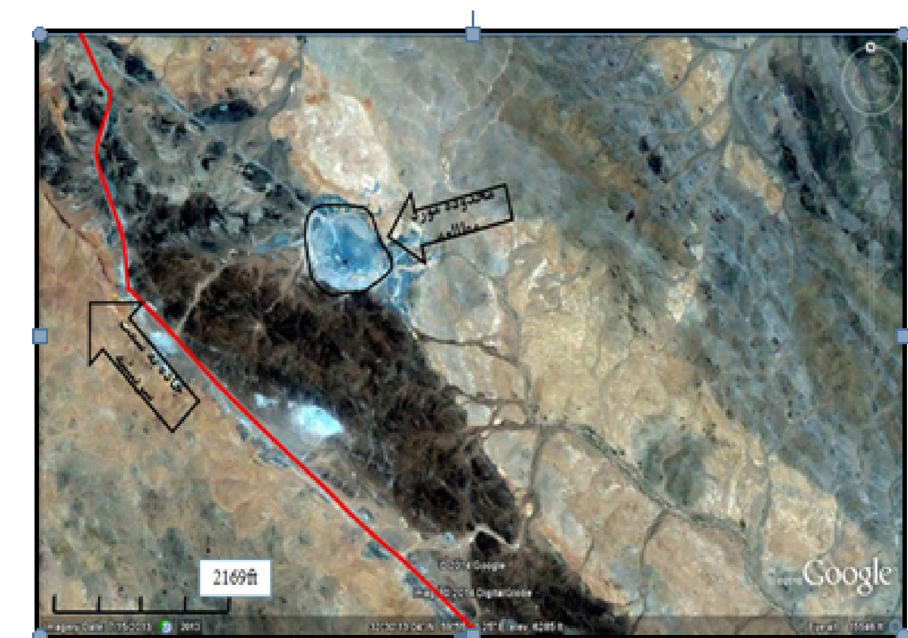
مقدمه

بین افیولیت‌های ایران، نمونه‌های کرتاسه بالایی بیشترین سهم و گستردگی را به‌ویژه در کنار گسل‌ها و راندگی‌های مهم دارند. افیولیت‌های کرتاسه در ایران در سه ناحیه‌ی زیر بیشترین فراوانی را دارند: افیولیت‌های موجود در راستای راندگی‌های زاگرس، مکران و شرق ایران (نهبندان- بیرجند). آمیزه‌ی افیولیتی منطقه‌ی بیرجند، یکی از مناطق مهم آمیزه‌ی افیولیتی شرق کشور است؛ در جنوب بیرجند، آمیزه‌های رنگین در هم ریخته و کم و بیش دگرگون شده‌ای دیده می‌شوند که به‌صورت قطعات کوچک و گاه بزرگ نفوذ کرده‌اند و در آن واحدهای دونیت، پیروکسینیت و لرزولیت وجود دارند که گاهی به سرپانتین تبدیل شده‌اند. این افیولیت‌ها یک دنباله‌ی کامل افیولیتی بوده و دارای شکل قوس مانندی هستند. بین افیولیت یاد شده که با سنگ‌های آتشفشانی همراه است، تغییرات تدریجی یافت می‌شود که شامل سرپانتینیت، شیل‌های سیلیسی و آهک‌های سرخ بین لایه‌ای، سنگ آهک نازک و متراکم گلوبوترونکادار است که به سمت جنوب، مجموعه‌ی دیابازی شروع می‌شود [۱]. این سنگ‌ها در گستره‌ی جنوب بیرجند تا نهبندان میزبان ذخایر متعدد کرومیت هستند. کانسار کرومیت گلاب از نظر جغرافیایی در شرق ایران، جنوب استان خراسان جنوبی، در ۷۰ کیلومتری جنوب بیرجند و ۱۳ کیلومتری شرق شهرستان سربیشه (شکل ۱ و ۲)، بین طول جغرافیایی ´۵۵ °۵۹ شرقی و عرض جغرافیایی ´۳۰ °۳۲ شمالی قرار دارد. دسترسی به کانسار کرومیت گلاب از طریق

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۳۴۰۸۵۲۶، پست الکترونیکی: h.biabangard@science.usb.ac.ir



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی به کانسار کرومیت گلاب واقع در شرق سربیشه [۲] .



شکل ۲ موقعیت کانسار کرومیت گلاب بر روی تصویر ماهواره‌ای (اقتباس از Google Earth).

راه‌های زاهدان- بیرجند و بیرجند- سربیشه امکان‌پذیر است. سرشتی‌های بارز آن روستایی به‌نام گلاب، نزدیک به معدن کرومیت است. اگرچه این کانسار تا چندین سال گذشته فعال بوده و حجم مهم ذخیره‌ی معدنی آن برداشت شده است، امّا تاکنون ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی آن مورد توجه قرار نگرفته‌اند. بررسی‌ها نشان می‌دهد که با استفاده از ترکیب شیمیایی بلورهای کرومیت می‌توان نوع ماگمای به وجود آورنده را مشخص کرد به‌طوری که کرومیت‌های با عدد کروم بالا

نشانگر ریشه‌گیری از ماگمای بونینیتی و کرومیت‌های با اکسید آلومینیوم بالا با ماگمای وابسته به پشته‌های میان اقیانوسی همخوانی دارند [۳]. هدف این مقاله بررسی ژئوشیمی، تعیین ترکیب، تعیین نوع ماگمای تشکیل دهنده و تشخیص محیط زمین‌ساختی کرومیت‌های منطقه سربیشه است.

روش بررسی

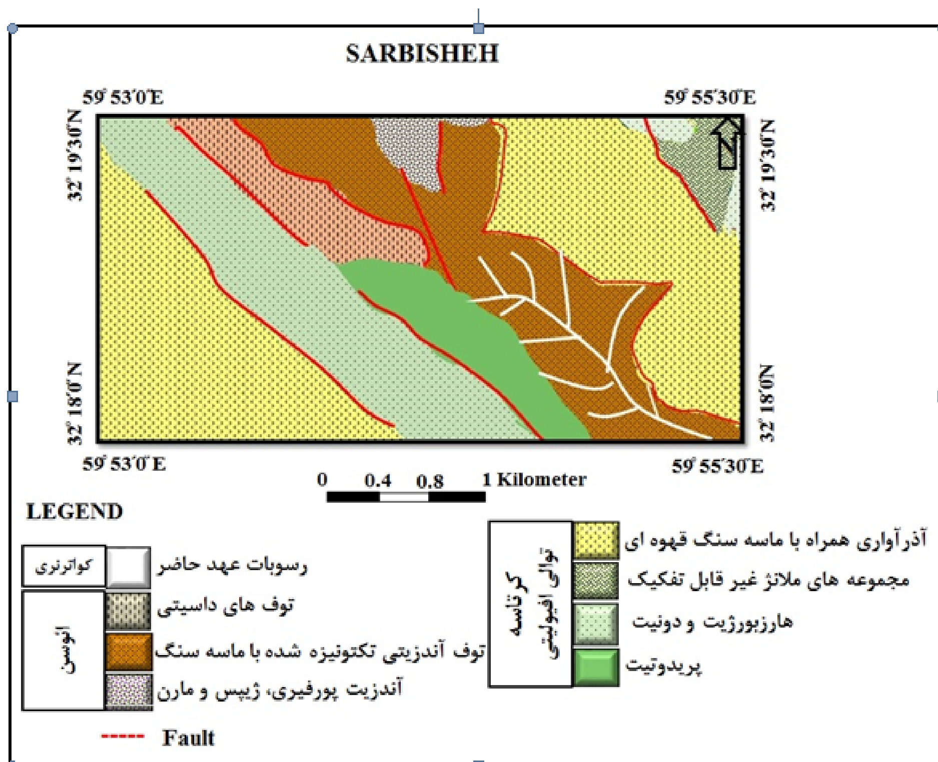
به‌منظور بررسی سنگ‌نگاری کرومیت‌های شرق سربیشه، پس از عملیات صحرایی و برداشت نمونه‌ها از واحدهای مختلف سنگی و عدسی‌های کرومیت، تعداد ۱۶ مقطع صیقلی، ۱۲ مقطع نازک-صیقلی و ۱۹ مقطع نازک تهیه و از نظر کانی‌شناسی، ساخت و بافت مورد بررسی قرار گرفتند. به منظور اندازه‌گیری غلظت عناصر اصلی و کمیاب، ۷ نمونه از سنگ میزبان با روش پلاسمای زوج شده القایی-نشر اتمی (ICP-OES) و ۴ نمونه از مغذه‌های کرومیت با روش فلوئورسانی پرتو ایکس (XRF) در آزمایشگاه ژئوشیمی سازمان زمین-شناسی و پی‌جویی‌های مواد معدنی کشور آنالیز شدند. آنالیز XRFاز مغذه‌های حاصل از حفاری کانسنگ کرومیت انجام شده است. برای تجزیه‌ی عناصر اصلی به روش XRF، ۴ گرم از نمونه‌های پرتولیت پودر شده با ۰٫۸ گرم واکس مخلوط شدند. مخلوط را به‌صورت هموژن و قرص فشرده در آورده و با اسید بوریک گداخته شد. فلوئورسانی پرتوایکس(XRF)، رایج‌ترین فن تجزیه‌ای برای تعیین شیمی عناصر اصلی و جزئی نمونه‌های سنگی است. از شدت پرتوهای ایکس ثانویه، با مراجعه به استانداردهای درجه‌بندی، برای تعیین غلظت عناصر موجود استفاده شد. حد آشکارسازی عناصر در دستگاه XRF ۰٫۱ درصد است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه‌ی مورد بررسی در بخش شمالی منطقه‌ی ساختاری سیستان واقع شده است، لذا از ویژگی‌های زمین‌شناسی آن پیروی می‌کند. به نظر [۴] منطقه‌ی ساختاری سیستان، زمین درز ناشی از برخورد پهنه‌ی لوت با بلوک افغان است. باریکه‌ی اقیانوسی موجود بین این دو ورقه‌ی قاره‌ای در اثر حرکت لوت به سمت شرق و فرو رفتن به زیر بلوک افغان، بسته و ادامه‌ی فرورانش منجر به برخورد پهنه‌ی لوت به بلوک افغان (الیگو _ میوسن) شده است. به نظر [۵] این فرورانش در ائوسن میانی متوقف و منجر به برخورد پهنه‌ی لوت و افغان شده است؛ مجموعه‌ی افیولیت ملانژی حاصل از برخورد و نهشته‌های با پیکربندی فلیش همراه آن‌ها، در جنوب بیرجند با یک مجموعه توده‌های نفوذی کم عمق قطع می‌شود. قدیمی‌ترین رخساره‌های سنگی در منطقه، واحدهای سرپانتینیزه شده به سن کرتاسه هستند که سنگ میزبان کرومیت‌های مورد بررسی هستند (شکل ۳) [۶]. این واحدها اغلب ترکیب هارزبورژیتی، پیروکسنیتی و دونیتی دارند. قدیمی‌ترین سنگ‌های موجود در منطقه ردیفی از سنگ‌های افیولیتی و رخساره‌های رسوبی آواری حوضه‌های کافتی به سن کرتاسه هستند. واحدهای افیولیتی دارای سنگ‌های پریدوتیتی، هارزبورژیتی، دونیتی، سرپانتینی، دایک‌های صفحه‌ای و دیابازند. پریدوتیت‌های منطقه که از کانی‌هایی همچون اولیوین و پیروکسن تشکیل شده‌اند اغلب سرپانتینیزه شده‌اند. به‌دلیل سرپانتینیزه شدن گسترده، این واحد سنگی سرپانتینیت معرفی می‌شود. بر اساس مشاهدات صحرایی، کرومیت اغلب در این واحد سنگی قرار دارد.

دونیت؛ یکی از واحدهای غالب در مجموعه‌ی افیولیتی هستند که از کانی‌هایی همچون اولیوین، پیروکسن و گاهی آمفیبول تشکیل شده است. چنین واحد مشابهی، در قاعده‌ی همه افیولیت‌ها گزارش شده است و تحت عنوان توالی گوشته-ای خوانده می‌شود [۷،۸]. در بیشتر قسمت‌ها پریدوتیت‌های موجود در منطقه که اغلب دونیت هستند و در منطقه سرپانتینیزه شده‌اند؛ در مشاهدات صحرایی نیز به رنگ سبز تیره دیده می‌شوند، از نظر سنی دونیت‌ها قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه هستند. واحدهای گدازه‌ای شامل آندزیت، آندزیت بازالتی، پیروکسن آندزیت و تراکی آندزیت و واحد آذرآواری نظیر توف، آگلومرا و برش رخنمون دارند و مرز این واحد با واحد دونیت به‌صورت گسله است؛ و در بخش‌های غربی منطقه‌ی کرومیت‌دار قابل رویت است. واحدهای سنگی ائوسن که لیتولوژی‌های غالب گستره را در برگرفته‌اند اغلب شامل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری هستند. در این منطقه واحدهای گدازه‌ای شامل آندزیت، آندزیت بازالتی، پیروکسن آندزیت، تراکی آندزیت و آندزیت‌های پورفیری‌ها با میان لایه‌های سرخ سیلیکاتی رسی و ماسه‌سنگ سرخ و سبز با لایه‌های زیادی از ژیپس و کنگلومرا هستند. توف‌های آندزیتی تکتونیزه شده همراه با ماسه‌سنگ‌های سرخ و قهوه‌ای و زون-های سیلیسی شده در بخش‌های شرقی تا شمالی منطقه‌ی کرومیت‌دار قابل مشاهده است (شکل ۴). ترکیب توف داسیتی

سفید رنگ به‌صورت زمین‌ساختی اغلب در مجاورت با واحدهای الترامافیک قرار گرفته‌اند. رسوب‌های کواترنری جوان‌ترین واحد سنگی منطقه است و در اثر آبراهه‌های موجود در منطقه و گذر زمان ایجاد شده است. این واحد رسوبی در سمت جنوب شرق گستره‌ی مورد بررسی قابل رویت است.



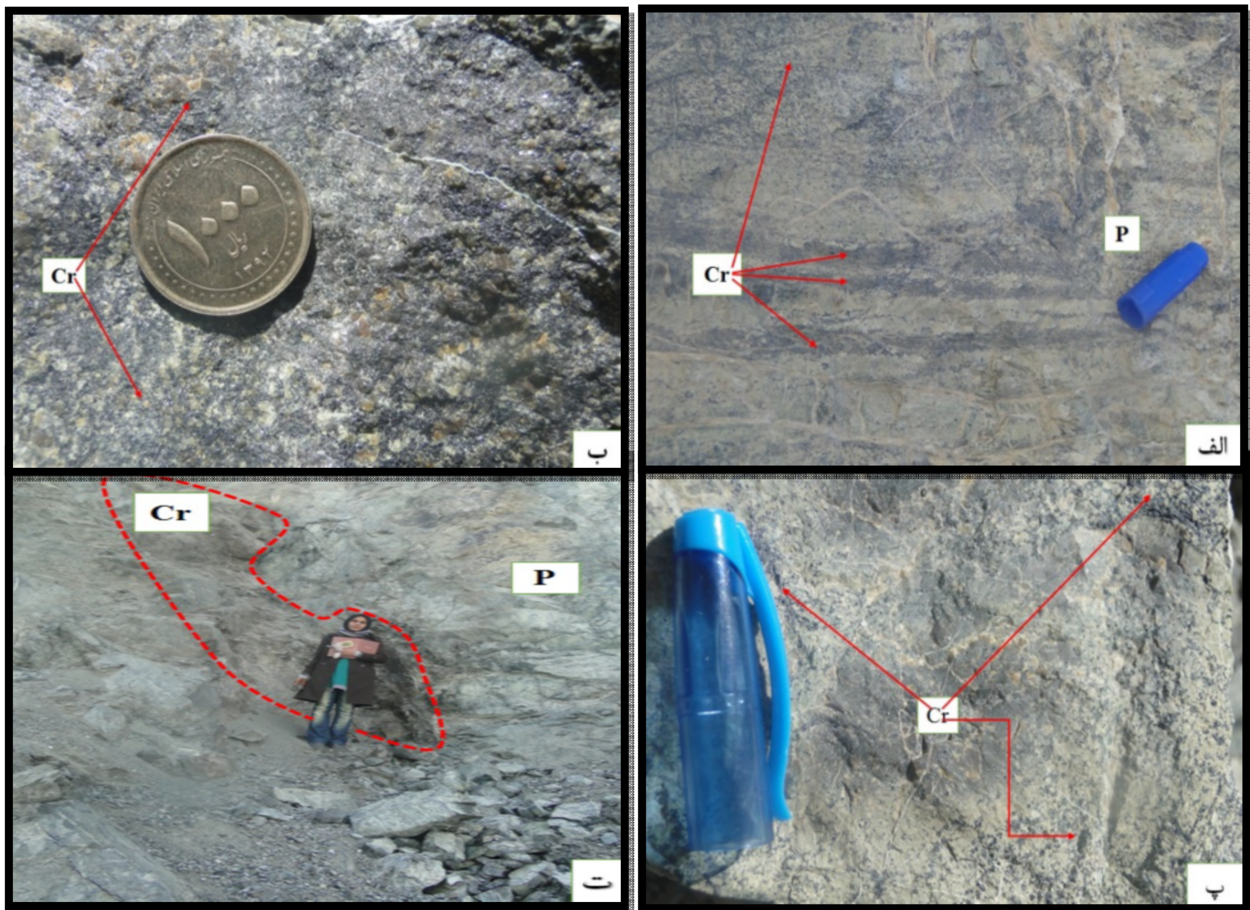
شکل ۳ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی بر پایه نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰،۰۰ سربیشه [۶] با اندکی تغییرات.



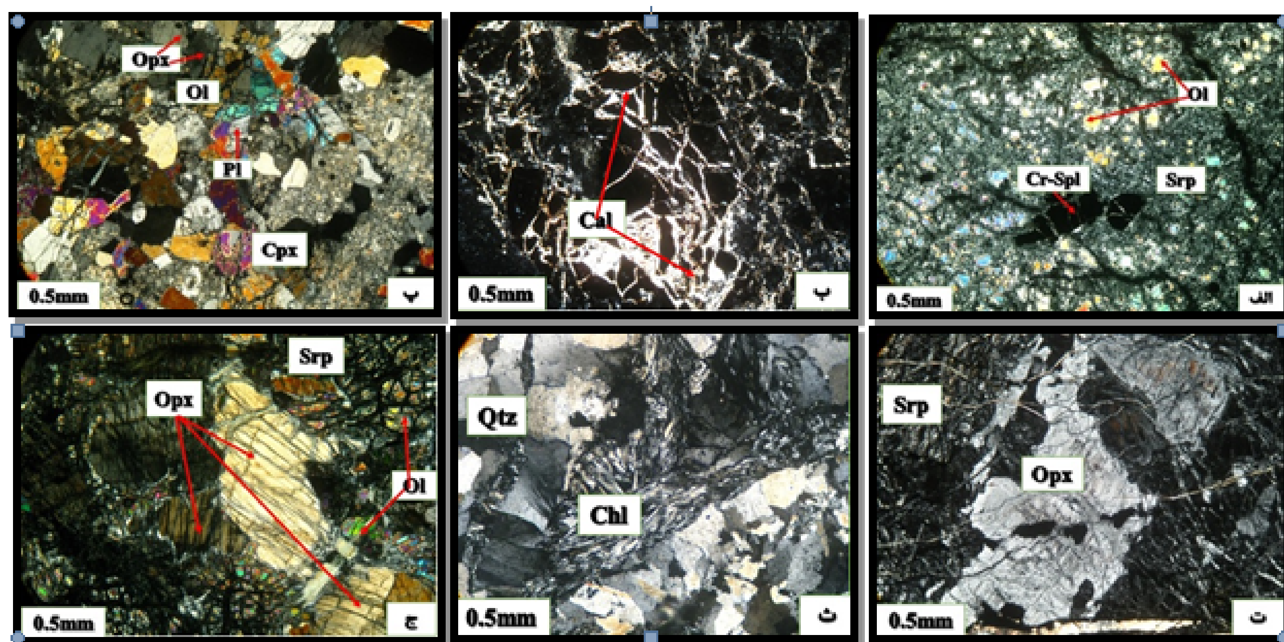
شکل ۴ جدایش واحدهای مختلف در منطقه‌ی مورد بررسی (دید به سمت شمال).

سنگ‌شناسی

در منطقه شرق سربیشه کرومیت در واحدهای سنگی الترامافیک سرپانتینیزه شده رخنمون یافته و بیشتر به شکل رگه‌ای (شکل ۵، الف)، دانه‌ای (شکل ۵، ب)، انتشاری (شکل ۵، پ) و عدسی (شکل ۵، ت) دیده می‌شود. بیشتر مجموعه‌های الترامافیک را سنگ‌های دونیتی، هارزبورژیتی، لرزولیتی و سرپانتینیت‌ها تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها تحت تاثیر تنش‌ها و حرکت‌های زمین‌ساختی و گاه پیدایش کشش ناشی از سرپانتینی شدن و زون‌های گسلی، بستری مناسب برای دگرسانی‌هایی مانند سرپانتینی شدن را فراهم می‌آورند. اغلب این سنگ‌ها سرپانتینی شده‌اند و تشخیص کانی‌های اولیه آن‌ها دشوار است. در مقاطع میکروسکوپی سرپانتینیت‌ها اغلب بافت مشبک (شکل ۶، الف)، برشی (شکل ۶، ب) و دانه‌ای (شکل ۶، پ) را نشان می‌دهند؛ الیوین، ارتوپیروکسن و به مقدار کم کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی و اسپینل کروم‌دارکانی فرعی سازنده‌ی این واحدهای سنگی هستند. ارتوپیروکسن‌ها در این سنگ از نوع برونزیت ابعادی در حدود ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر هستند که به باستیت دگرسان شده‌اند (شکل ۶، ت). کلینوپیروکسن‌ها با ابعادی در حدود ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر دارند. دانه‌های الیوین نیز به شدت سرپانتینی شده‌اند. اسپینل کروم دار به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در اطراف ارتوپیروکسن‌ها و الیوین‌ها وجود دارد؛ این کانی در نور طبیعی به رنگ قهوه‌ای روشن و فاقد خاموشی موجی دیده می‌شود و دارای حاشیه‌ی سیاه رنگی است که می‌تواند نشان از مگنتیتی شدن آن است. پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها معمولاً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با ماکل پلی‌سنتتیک است که تجزیه شدگی نشان می‌دهد. در برخی مقاطع کانی‌های ثانویه کلسیت و کلریت نیز مشاهده می‌شوند (شکل ۶ ، ث و ج).



شکل ۵ انواع کرومیت‌های گلاب: الف) کرومیت رگه‌ایی، ب) کرومیت پوست‌پلنگی، پ) کرومیت انتشاری، ت) نحوه قرارگیری کرومیت‌ها در تقابل با سنگ‌های پریدوتیتی منطقه که فرادیواره و فرو دیواره در منطقه سرپانتینیتی شده‌اند.



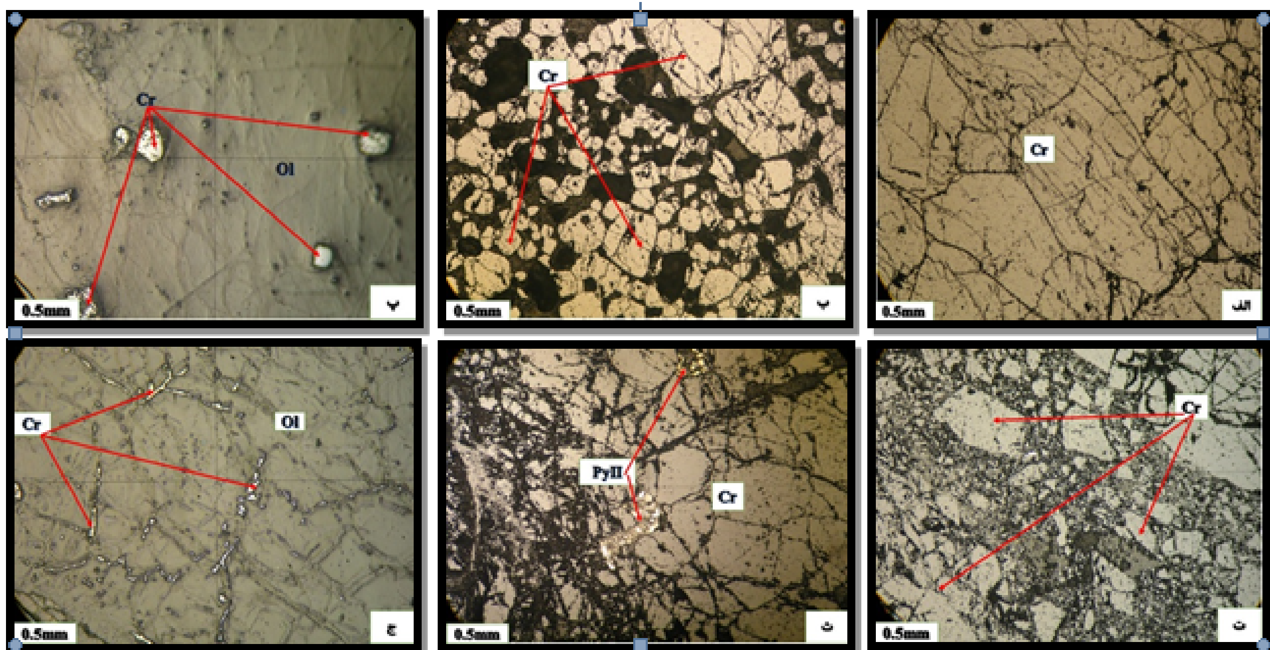
شکل ۶ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های الترامافیک منطقه‌ی شرق سربیشه: الف) سرپانتینیت‌ها به همراه آثاری ازکانی‌های الیوین (Ol)، اسپینل کروم‌دار (Cr-Spl) سرپانتین (Srp) و کانی‌های کدر با بافت مشبک، ب) حضور کانی‌های ثانویه‌ی کلسیت (Cal) و اکسیدهای آهن در سنگ به همراه بافت برشی، پ) سنگ الیوین گابرو حاوی کانی‌های پلاژیوکلاز (Pl)، الیوین (Ol)، ارتوپیروکسن (Opx) و کلینوپیروکسن (Cpx)، ت) ارتوپیروکسن نوع برنزیتی که باستیتی شده است ث) کوارتز (Qtz) و کلریت دم گربه‌ای (Chl)، ج) هارزبورژیت به همراه کانی‌های الیوین، ارتوپیروکسن و سرپانتین (تمامی تصاویر در نور XPL تهیه شده‌اند). کوته نوشت کانی‌ها [۹].

کانه‌شناسی، بافت و ساخت کرومیت‌ها

مهم‌ترین کانه‌های موجود در مقاطع سنگی مورد بررسی شامل کرومیت (۷۰ درصد)، پیریت (۱۰ درصد) و هماتیت (۱۰ درصد) و مابقی سرپانتین هستند؛ بیشتر بافت‌ها و مشخصات هر یک از این کانه‌ها به شرح زیر اند.

کرومیت: یکی از ابتدایی‌ترین کانه‌ها است که در آغاز تبلور از ماگمای در حال سرد شدن جدا می‌شود و معمولاً با سنگ‌های پریدوتیتی و گابرویی همراه است؛ که به‌صورت بلورهای شکل دار تا نیمه شکل‌دار یا انبوهه‌های بلورین درشت یافت می‌شوند. بافت کرومیت‌های منطقه بافت‌های اولیه توده‌ای و افشان و بافت‌های ثانویه‌ی کششی، کاتاکلاستیک، برشی و میلونیتی دارند. در بافت توده‌ای، کرومیت‌ها به‌صورت متراکم قرار گرفته‌اند و بیش از ۹۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده‌اند و فضای اندک بین بلورهای کرومیت نیز به وسیله سرپانتین پر شده است. اندازه‌ی دانه‌های کرومیت اغلب ۲ تا ۳ میلی‌متر و یا کوچکتر از آن است (شکل ۷، الف) و اغلب به‌صورت بلورهای نیمه شکل‌دار، بی‌شکل با آثار گردشدگی (شکل ۷، ب) دیده می‌شوند. در بافت افشان دانه‌های کرومیت در زمینه‌ای از الیوین یا سرپانتین پراکنده شده‌اند و حجم کرومیت در مقاطع مورد بررسی ممکن است به کمتر یا بیشتر از ۳۰ درصد برسد (شکل ۷، پ). در بسیاری از کرومیت‌های منطقه، بافت کاتاکلاستی حاوی دانه‌های خرد شده و ترک دار با شکستگی-های فراوان در سطح دانه مشاهده می‌شود (شکل ۷، ت). در بافت برشی دانه‌های درشت کرومیت در بخش‌های گسلی و برشی خرد شده و به قطعات ریزتر و بی‌شکل تبدیل می‌شوند. این قطعات خرد شده به‌وسیله‌ی سیمانی از جنس الیوین یا سرپانتین بهم متصلند و حالت برشی نشان می‌دهند (شکل ۷، ث). بافت میلونیتی نیز مشابه بافت برشی دارای دانه‌های خرد شده و کرومیت است اما این قطعات خرد شده به وسیله‌ی سیمانی از جنس همان دانه‌های کرومیت خرد شده بهم وصل شده‌اند (شکل ۷، ت). در بافت چین خورده وجود دانه‌های کرومیت با ساختارهای کششی و رگچه‌های موازی نشان دهنده‌ی تغییر شکل تحت تنش‌های زمین‌ساختی در منطقه است (شکل ۷، ج).

هماتیت: این کانی به‌صورت سیمان، دانه‌های تشکیل‌دهنده‌ی سنگ را احاطه کرده و بافت سیمانی دارد.



شکل ۷ الف) کرومیت (Cr) توده‌ای، ب) کرومیت‌های کروی با بافت دانه‌ای، پ) کرومیت با بافت افشان، ت) کرومیت بـا بافـت میلـونیتی شـده و کاتاکلاستی، ث) تبدیل بافت توده‌ای کرومیت به بافت برشی همراه با پیریت نسل دوم (PyII)، ج) کرومیت به حالت چین خورده اطراف الیـوین را پر کرده است. (تمامی تصاویر در نور PPL بازتابی تهیه شده‌اند). کوته نوشت کانی‌ها [۹].

پیریت: فراوان‌ترین کانی سولفیدی در منطقه است که به صورت شکل‌دار، نیمه شکل دار تا بی‌شکل و با بافت انتشاری و رگچه‌ای در مقاطع همراه باکانه‌ی کرومیت دیده می‌شود. بررسی‌های میکروسکوپی حاکی از نسل‌های متفاوتی از پیریت است. پیریت‌های نسل اول (پیریت I) در سنگ درون گیر به صورت بافت افشان و اغلب به‌صورت خود شکل قرار دارند و پیریت‌های نسل دوم (پیریت II) در آخرین مراحل فعالیت گرمابی‌ها و همزمان با تشکیل بلورهای کوارتز به شکل رگچه‌ای تشکیل‌شده‌اند (شکل ۷، ث).

ژئوشیمی

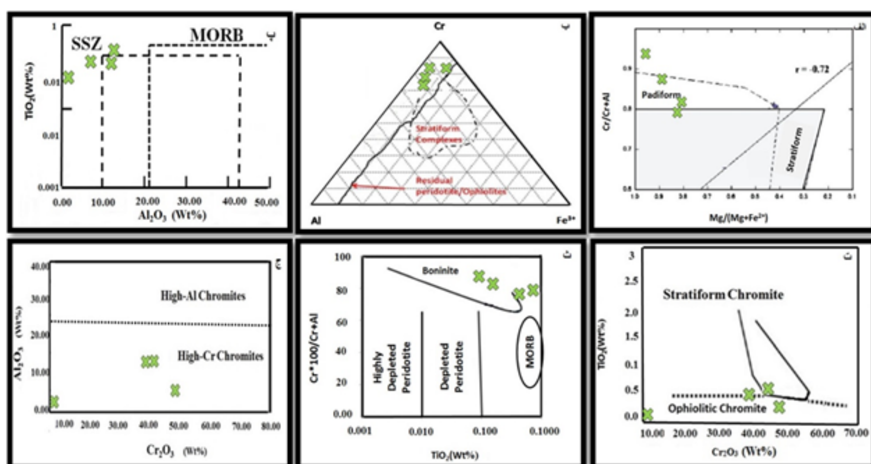
نتایج تجزیه شیمیایی ۴ نمونه از کرومیت‌های منطقه‌ی گلاب به روش XRF در جدول ۱ آمده‌اند. موقعیت کرومیت‌های گلاب در نمودار عدد کروم [Cr/(Cr+Al)] در برابر عدد منیزیم [Mg/(Mg+Fe)] [۱۰] در گستره‌ی کرومیت‌های انبانی و چینه‌سان قرار دارد (شکل ۸، الف). بر اساس نمودار مثلثی Cr, Fe^{3+}, Al [۱۲،۱۱] کرومیت‌های منطقه‌ی گلاب سربیشه از Cr سرشار بوده و مقدار Fe^{3+} و Al آن‌ها پایین است (شکل ۸، ب). در نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۱۳] کرومیت‌های منطقه‌ی گلاب در محیط SSZ (Supra-) Subduction Zone قرار گیرند (شکل ۸، پ). در نمودار TiO_2 نسبت به Cr_2O_3 [۱۴] کرومیت‌های منطقه گلاب در گستره‌ی کرومیت‌های نوع پادیفرم و افیولیتی دیده می‌شوند (شکل ۸، ت). با توجه به موقعیت داده‌ها در نمودار TiO_2 در مقابل Cr# [۱۵] کرومیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی سری بونینیتی قرار می‌گیرند (شکل ۸، ث). در نمودار Al_2O_3 در مقابل Cr_2O_3 [۱۶] کرومیت‌های منطقه‌ی گلاب در گستره‌ی سرشار از کروم قرار می‌گیرند (شکل ۸، ج).

فراوانی عناصر کمیاب موجود در پریدوتیت‌های میزبان کرومیت گلاب در جدول ۲ آمده است. میانگین Cr و Ni در تمامی نمونه‌ها فراوانی بالایی را نشان می‌دهد؛ غنی شدگی نمونه‌ها از Cr و Ni نشان می‌دهد که فراوانی این دو عنصر باهم رابطه‌ی مستقیم دارند، به‌طوری که هرچه سنگ‌های فرامافیکی هارزبورژیت و سرپانتینیت کروم بیشتری داشته باشند، مقدار نیکل نیز در آن‌ها بیشتر است. اختلاف در میزان فراوانی این عناصر ممکن است ناشی از تغییر در فراوانی الیوین و پیروکسن باشد. [۱۷] معتقد است که Ni 2+ مکان‌های مشابهی را با Mg^{2+} و Fe^{2+} اشغال می‌کند. مقدار Ni از سنگ-های هارزبورژیت و سرپانتینیت به الیوین گابرو کاهش می‌یابد که می‌تواند به‌دلیل کاهش نسبت الیوین در سنگ‌های گابرویی و یا کاهش درصد Mg^{2+} باشد. در نمونه‌های کرومیت گلاب تمرکز عنصر نیکل در هارزبورژیت‌ها بیشتر از سرپانتینیت-

هاست. Rb اندازه‌گیری شده در الیوین گابرو و سنگ‌های هارزبورژیت و سرپانتینیت پایین است. به عقیده‌ی [۱۸] K، Rb و Sr به‌شدت تحت تاثیر دگرگونی کف اقیانوس هستند؛ به‌طور کلی Sr در شبکه‌ی پیروکسن وارد نمی‌شود، اما می‌تواند در شبکه‌ی بلوری پلاژیوکلاز جای گیرد [۱۹] بدین ترتیب با توجه به نتایج به‌دست آمده می‌بینیم که میزان Sr در سنگ‌های فرامافیکی و در سنگ الیوین، گابرو متغییر و ناچیز است. مقدار Zr در سنگ الیوین گابرو و سنگ‌های هارزبورژیت و سرپانتینیت متغییر و پایین است. به‌عقیده‌ی [۱۹]، Zr به‌صورت آزاد و (-XO44) بوده و Fe^{2+} تنها کاتیون نزدیک به آن است. مقدار اندکی از کانی Zr در کانی‌های سیلیکاتی وارد شده و بیشتر آن در مذاب باقی مانده یا به‌صورت مذاب بین ذره‌ایی انباشته می‌شود. مقدار عناصر Y و Nb در الیوین گابرو و سنگ‌های هارزبورژیت و سرپانتینیت پایین است. در مورد عنصر فرعی V می‌توان گفت که این عنصر با هارزبورژیت‌ها رابطه‌ی مستقیم دارد، این نشان می‌دهد که این عنصر در هارزبورژیت‌ها انباشته می‌شود.

جدول ۱ نتایج آنالیز ۴ نمونه از کرومیت‌های گلاب به روش XRF (مقادیر اکسیدها برحسب درصدوزنی).

Sample# / Oxide	SK-5	SK-8	SK-11	SK-12
SiO_2	۸٫۶۴	۲۸٫۵۴	۱۱٫۳۲	۱۲٫۴۰
Al_2O_3	۶٫۳۳	۰٫۹۴	۱۲٫۵۴	۱۲٫۷۰
Fe_2O_3	۱۶٫۰۰	۹٫۵۴	۱۴٫۶۱	۱۵٫۸۰
CaO	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۲٫۹۱	۱٫۴۰
MgO	۱۸٫۳۲	۳۶٫۹۳	۱۵٫۷۰	۱۷٫۷۰
SO_3	<۰٫۱۰	۰٫۲۱	۰٫۱۰<	۰٫۱۰<
TiO_2	۰٫۲۰	<۰٫۱۰	۰٫۵۰	۰٫۴۰
MnO	۰٫۲۰	<۰٫۱۰	۰٫۲۰	۰٫۲۰
Cr_2O_3	۴۷٫۱۰	۹٫۳۳	۴۱٫۴۲	۳۸٫۳۰
NiO	۰٫۲۰	۰٫۴۰	۰٫۳۰	۰٫۲۰
V_2O_5	۰٫۱۰	<۰٫۱۰	۰٫۲۰	۰٫۱۰
L.O.I	۲٫۷۱	۱۳٫۸۲	۰٫۳۰	۰٫۸۰
Total	۹۹٫۹	۹۹٫۹	۱۰۰	۱۰۰



شکل ۸ موقعیت کرومیت‌های گلاب در: الف) نمودار عدد کروم [Cr/(Cr+Al)] در برابر عدد منیزیم [Mg/(Mg+Fe)] [۱۰] که در گستره‌ی کرومیت‌های انبانی و چینه‌سان قرار می‌گیرند، ب) نمودار مثلثی $Cr-Fe^{3+}-Al$ [۱۲،۱۱] که در گستره‌ی کروم بالا واقع می‌شوند، پ) نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۱۳] که در موقعیت ابر فرورانشی منطقه قرار می‌گیرند، ت) نمودار TiO_2 نسبت به Cr_2O_3 [۱۴] که در گستره‌ی کرومیت‌های نوع افیولیتی واقع می‌شوند، ث) نمودار TiO_2 در برابر #Cr [۱۵] که در موقعیت ماگمای بونینیتی قرار می‌گیرند، ج) نمودار Al_2O_3 نسبت به Cr_2O_3 [۱۶] که در گستره‌ی سرشار از کروم واقع می‌شوند.

جدول۲ نتایج حاصل از آنالیز ۷ نمونه‌ی سنگی برداشت‌شده از پریدوتیت‌های منطقه‌ی گلاب در سربیشه به روش ICP-OES (مقادیر عناصر برحسب قسمت در میلیون).

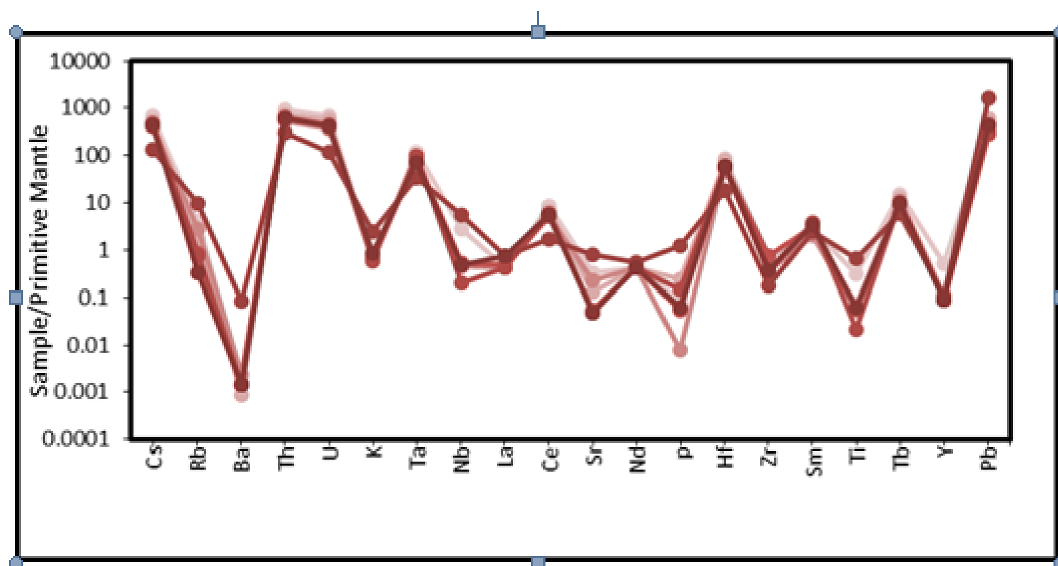
Element \ Sample#	GB-2 HZ	GB-3 SRP	GB-4 SRP	GB-5 HZ	GB-8 SRP	GB-11 OL-GABBRO	GB-12 SRP
Cs	۱۵٫۷۳	۱۲٫۵۸	۹٫۳۵	۹٫۵۷	۱۱٫۰۳	۳٫۲۰	۱۰٫۴۴
Rb	۲٫۵۶	۱٫۰۸	۱٫۷۹	۰٫۵۵	۰٫۴۸	۶٫۰۱	۰٫۲۱
Ba	۲۷٫۰۴	۱۲٫۷۵	۱۰٫۲۱	۲۹٫۸۴	۱۳٫۱۰	۱۴۷	۱۲٫۱۶
Th	۷۷٫۲۸	۶۲٫۹۳	۴۴٫۵۴	۴۹٫۲۷	۵۳٫۷۶	۲۵٫۸۵	۴۹٫۶۹
U	۱۴٫۴۵	۱۱٫۷۲	۷٫۹	۸٫۴۹	۹٫۴۸	۲٫۵۷	۸٫۹۷
K	۱۵۱٫۷۱	۱۶۴٫۳۸	۲۰۳٫۸۶	۱۵۹٫۷۱	۱۴۲٫۱۰	۵۸۵٫۷۴	۲۰۸٫۶۸
Ta	۴٫۷۴	۳٫۷۷	۲٫۹۴	۳٫۲۲	۳٫۹۴	۱٫۴۰	۲٫۹۷
Nb	۱٫۹۵	۰٫۳۹	۰٫۳۳	۰٫۳۶	۰٫۱۵	۳٫۹	۰٫۳۵
La	۰٫۳>	۰٫۳۴	۰٫۳>	۰٫۳۴	۰٫۳>	۰٫۵۲	۰٫۵۴
Ce	۶٫۱۵	۰٫۶>	۰٫۸۱	۰٫۶>	۰٫۶>	۱۱٫۸۴	۰٫۶>
Sr	۷	۲٫۶۸	۴٫۷۴	۱٫۱۶	۱>	۱۷٫۲۵	۱>
Nd	۰٫۶>	۰٫۶>	۰٫۶>	۰٫۶>	۰٫۶>	۰٫۷۷	۰٫۶>
P	۸٫۲۴	۲۱٫۵۱	۰٫۷	۵٫۰۶	۱۳٫۳۵	۱۰۹	۵٫۴۴
Hf	۲۷٫۴۲	۲۳٫۰۸	۱۶٫۰۳	۱۷٫۰۵	۱۸٫۱۲	۵٫۵۲	۱۷٫۸۹
Zr	۷٫۰۵	۸٫۳	۳٫۹	۸٫۱۹	۳٫۶۹	۱٫۹۷	۴٫۲
Sm	۱٫۲۵	۱٫۱۸	۰٫۸۹	۱٫۴۳	۱٫۶۵	۱٫۱۰	۱٫۵۲
Ti	۴۱۳	۷۸٫۰۳	۷۱٫۰۶	۷۱٫۷۱	۲۷٫۱۱	۸۵۲	۷۸٫۳۱
Tb	۱٫۶۱	۱٫۳۲	۰٫۹۴	۱٫۰۷	۱٫۱۴	۰٫۶۵	۱٫۰۵
Y	۲٫۴۱	۰٫۵۲	۰٫۴>	۰٫۴>	۰٫۴>	۰٫۴۸	۰٫۴>
Pb	۳۰٫۲۷	۴۲٫۵۳	۳۱٫۰۲	۲۰٫۱۵	۲۳٫۳۸	۱۲۰	۳۰٫۹۹
V	۹۶٫۶۵	۱۶٫۹۳	۳۳٫۳۴	۱۱٫۹۲	۲۲٫۳۰	۱۳۸	۷٫۵۱
Cr	۱۸۰۸	۵۲۱	۱۴۴۵	۴۲۴	۷۶۳	۶۴۸۸	۴۸۳
Ni	۳۷۰۶	۱۶۲۲	۱۷۸۰	۲۱۳۶	۱۶۸۱	۲۲۱	۱۹۰۸

بحث

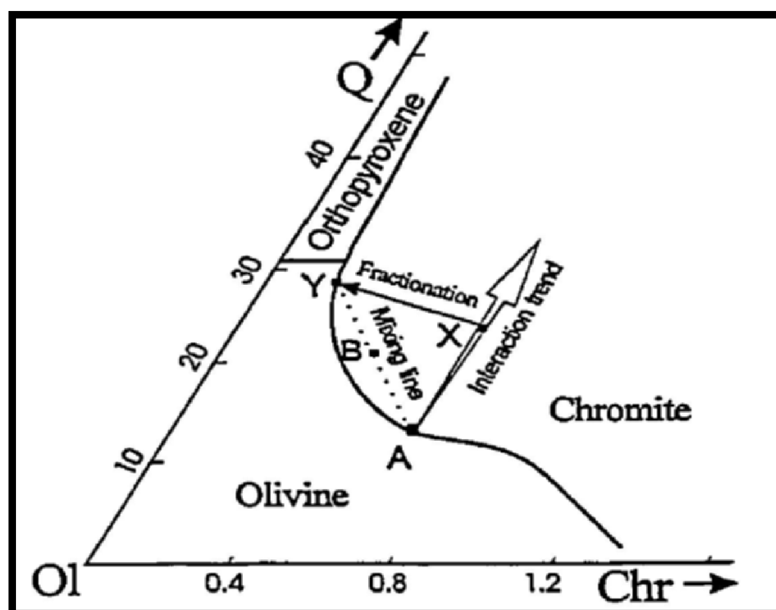
بر اساس نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه [۲۰] الگوی تغییرات نمونه‌های سنگی برداشت‌شده از منطقه‌ی مورد بررسی نسبت به گوشته‌ی اولیه (شکل ۹) مشابه بوده و تفاوت موجود، در میزان تمرکز این عناصر است. این می‌تواند نشان‌دهنده‌ی ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها باهم و خاستگاه مشترک آن‌ها باشد. عناصر Ce, Th, Pb, Nd, Ta, Sm, Hf, Tb U,Ce, دارای بی‌هنجاری مثبت و عناصر Ba, Nb, La, Sr, Ti, Rb, K, Y Zr, P , دارای بی‌هنجاری منفی در نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه هستند. ماگماتیسم‌های وابسته به فرورانش، فرار بالای اکسیژن در منطقه‌ی فرورانشی، باعث تهی شدگی Ti از ماگما می‌شود. از نظر ژئوشیمیایی،

بهنجاری منفی Nb و Ti تشکیل ماگما در مناطق فرورانشی را تایید می‌کند [۲۱]. در مناطق وابسته به فرورانش، Th متحرک‌تر است و در گوه‌ی گوشته‌ای که در بالای منطقه‌ی فرورانشی قرار دارد، غنی‌شدگی نشان می‌دهد [۲۲]. علاوه بر غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LIL= Rb, K, Th) و تهی‌شدگی یکنواخت از عناصر باقدرت یونی بالا (HFS= Ti, Sr, Nb) بیانگر ماگماتیسم کمان‌های آتش‌فشانی حاشیه‌ی قاره است [۲۲]. افزون بر این، بی‌هنجاری منفی Nb از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های قاره‌ای است؛ بنابراین بی‌هنجاری‌های منفی ماگماهای گوشته‌ای از این عنصر می‌تواند ناشی از آلایش این ماگماها با مواد پوسته‌ای در خلال صعود و جایگزینی و یا ناشی از غنی‌شدگی به‌وسیله‌ی شاره‌ها در منطقه‌ی فرورانش باشد [۲۰]. چنین به‌نظر می‌رسد که بی‌هنجاری مثبت Pb، به دگر نهادی گوه‌ی گوشته‌ای به‌وسیله شاره‌های ناشی از پوسته‌ی اقیانوسی فرورو و یا آلایش ماگما با پوسته‌ی قاره‌ای اشاره دارد [۲۳]. جایگاه اصلی کرومیت، در سنگ‌های فرامافیکی است که از جدایش ماگمای مافیک و اولترامافیک در مخزن‌های بزرگ ماگمایی به‌وجود می‌آید. [۲۴] خاستگاه کانسارهای کرومیت نوع آلپی را وابسته به ماگمای اقیانوسی تولئیتی ریشه گرفته از جبه‌ی تهی شده معرفی می‌کند. کرومیت‌های نوع آلپی دارای Ti اندک (کمتر از ۰/۴) ، نسبت Cr/Fe بالا، تغییرات Cr/Cr+Al زیاد است، درحالی‌که نوع ای دارای Ti فراوان، نسبت Cr/Fe کم و نیز تغییرات Cr/Cr+Al کم است [۲۵]. از مهم‌ترین مشخصات کرومیت پادیفرم که آن‌ها را از نوع لایه‌ای جدا می‌کند، میزان بالای Cr و Al پایین آن‌هاست، که با نمودار Al_2O_3 نسبت به Cr_2O_3 [۱۶] (شکل ۸، ج) نمایش داده شده است. بر این اساس بهترین محیط ژئودینامیکی برای جای‌گیری کانی‌سازی کرومیت پادیفرم مجموعه‌ی منطقه‌ی Supra- Subduction Zoneیا SSZ است [۱۶]. ذخایر کرومیت پادیفرم به دو دسته غنی از Cr و غنی از Al تقسیم می‌شوند، کانسارهای کرومیت-های غنی از Cr از ماگمایی که حاصل ذوب بخشی با درجه‌ی بالای جبه‌ی فوقانی هستند، درحالی‌که کرومیت‌های غنی از Al به ماگماهایی وابسته‌اند که از ذوب بخشی با درجه‌ی پایینی از جبه‌ی فوقانی به‌وجود آمده‌اند [۲۶]. ترکیب فقیر از TiO_2 حاصل گدازه‌های وابسته به خاستگاه گوشته‌ایی فقیر از TiO_2 در مناطق فرورانش و حاشیه‌های سازنده نظیر MORB است.

برای کرومیت‌های گلاب مدل ارائه شده توسط [۲۷] که برای دنباله‌ی افیولیتی لوبوسا در منطقه‌ی جنوب تبت رخنمون شده است می‌توان استفاده کرد و شکل‌گیری کرومیت‌های این منطقه را نیز توجیه کرد (شکل ۱۰)، تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی سنگ‌های الترامافیک گلاب در مقایسه با مناطق دیگر دنیا نشان می‌دهد که مقادیر عناصر اصلی در هارزبورژیت-های ایالت زمین‌شناختی سیستان (به جز مقادیر سیلیسیوم و منیزیم) دارای میزان تقریباً مشابهی با هارزبورژیت‌های افیولیت لوبوسا در جنوب تبت و نهبندان در شرق ایران است. با حضور غشای نازک دونیتی (به شدت سرپانتینیزه شده) اطراف بعضی از کرومیت‌های پادیفرم در منطقه، به‌نظر می‌رسد که بین واکنش گدازه/ سنگ ارتباط نزدیکی وجود داشته باشد. با زدودن پیروکسن‌ها، به‌منظور تشکیل غشاهای دونیتی، ترکیب ماگمای اولیه تغییر می‌کند و باعث حرکت ماگما به درون گستره‌ی فازهای اولیه می‌شود، بنابراین واکنش گدازه/ سنگ، مکانیسمی فراهم می‌آورد که از گدازه ای که حاوی مقادیر کمی کرومیت است، مقادیر عظیمی کرومیت بتواند خارج شود. در مدل واکنش گدازه/ سنگ، طی یک چرخه‌ی ناپیوسته ماگمای اولیه از میان جبه‌ی فوقانی بالا می‌آید و با پریدوتیت‌های میزبان واکنش داده و پیروکسن‌ها را از سنگ دیواره حل و تحت تاثیر آن، ترکیب ماگما تغییر می‌کند. چنین واکنشی سبب افزایش محتوای سیلیس می‌شود [۲۹،۲۸]. انحلال ارتوپیروکسن، گدازه‌ای با نسبت پایین‌تر Mg/Si و پسماند دونیتی با نسبت بالاتری از Mg/Si خواهد شد. در نتیجه مایع اولیه از کوتکیک الیوین -کرومیت به درون گستره پایداری کرومیت حرکت می-کند و انبوهه‌ای تک کانیایی از کرومیت را ایجاد می‌کند زمانی که گدازه به درون گستره‌ی پایداری کرومیت وارد می‌شود، کرومیت شروع به تبلور خواهد کرد. در ادامه ته نشست، گدازه به سمت کوتکتیک الیوین -کرومیت (جایی که کرومیت و الیوین با هم تشکیل می‌شوند) برمی‌گردد. در طول خط آمیختگی (Mixing line)، ماگمای جدیدی با ترکیب نسبتاً



شکل ۹ نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه در سنگ‌های فرامافیکی کانسار کرومیت گلاب در شرق سربیشه.



شکل ۱۰ روابط فازی در سیستم (Olivine- Quartz- Chromte) اقتباس از [۳۰]. اگر ماگمای اولیه با ترکیب A با سنگ میزبان پریدوتیتی واکنش دهد ترکیبش در جهت پیکان پیش خواهد رفت تا به نقطه‌ی X برسد. در ادامه ماگمای جدا شده (Y) با ماگمای اولیه (A) ، واکنش می‌دهد و گدازه‌ای با ترکیب (B) را به‌وجود می‌آورد که همچنان در گستره‌ی کرومیت قرار می‌گیرد.

اولیه می‌تواند تشکیل شود و به‌طور ناپیوسته به، ماگمایی که جدا شده است، تزریق و سپس مخلوط شود. اثر متقابل واکنش گدازه‌ی/ سنگ، تفریق کرومیت و مخلوط شدگی ماگما با گدازه جدید احتمالاً سبب افت و خیزی بسیاری در ترکیب مذاب شده و در نتیجه کرومیت‌های پادیفرم هم توده‌ای و هم افشان را در این منطقه به‌وجود آورده است. ادامه این واکنش احتمالاً سبب ته نشست کرومیت به تنهایی می‌شود و در نتیجه کرومیت‌های توده‌ای تشکیل می‌شوند و ولی اگر ماگما و سنگ میزبان به تعادل برسند این واکنش سبب ته نشست همزمان کرومیت و الیوین می‌شود و کرومیت‌های افشان به‌وجود می-

آیند. بنابراین کرومیت‌های افشان و توده ای ممکن است به تنهایی و یا با هم تشکیل شوند.

برداشت

۱- ذخایر کرومیتی گلاب سربیشه از نوع کرومیت‌های پادیفرم و دارای سنگ میزبان هارزبورژیتی و دونیتی به شدت سرپانتینی شده‌اند. کرومیت بخش بزرگی از حجم کانه‌ها را تشکیل می‌دهد، هرچند کانه‌های سولفیدی مانند پیریت و کالکوپیریت در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شود.

۲- بافت‌های مشاهده‌شده در کرومیت‌های گلاب شامل بافت‌های نخستین مانند بافت‌های توده‌ای و افشان (کرومیت در زمینه الیوین) و بافت‌های ثانویه مانند بافت‌های کاتاکلاستیکی و برشی هستند. بافت‌های نخستین حاصل تبلور، انباشت و ته نشینی کرومیت همراه با سیلیکات‌های اولیوین و پیروکسن در مراحل اولیه تبلور از ماگما و انواع دیگری از تغییر شکل و درهم ریختگی آن‌ها تحت اثر پدیده‌های زمین‌ساختی و نازمین-ساختی به‌وجود می‌آیند. به‌نظر می‌رسد که وجود بافت‌های غالب اولیه‌ی توده‌ای و افشان موجب تشکیل این کانسار به صورت سین ژنتیک شده است.

۳- بررسی‌های ژئوشیمیایی حاکی از تشکیل کرومیت‌های گلاب سربیشه به‌عنوان دنباله‌ی جبه‌ای (جبه تهی‌شده) در محیط‌های ابر فرورانشی است.

۴- تهی شدگی Ti و غنی‌شدگی Th در نمونه‌های سنگی تایید کننده‌ی خاستگاه ماگمایی وابسته به‌منطقه‌ی فرورانشی است. وجود بافت پوست پلنگی و قشر دونیتی کرومیت‌ها نه تنها گویای تبلور همزمان کرومیت و اولیوین در مراحل نخستین تبلور ماگمایی است، بلکه مقدم بودن شروع تبلور اولیوین را نیز نشان می‌دهد. در مرحله‌ی بعد از جای‌گیری مجموعه‌ی افیولیتی و نیز همزمان با آن کانی‌های اولیه در اثر دگرسانی، دگرگونی و هوازدگی کانی‌های ثانویه را به‌وجود می‌آورند.

۵- نمودار عنکبوتی نشان می‌دهد که سنگ‌های اولترامافیک به‌طور کلی نسبت به گوشته‌ی اولیه از عناصری نظیر Th, Pb, Ba, Nb, Ce, U,Ce, Nd, Ta, Sm, Hf, Tb غنی و از عناصر Rb, K, La, Sr, Ti, Y Zr, P , تهی شده‌اند.

۶- تهی شدگی عناصر Sr , Rb, K در پریدوتیت‌ها به‌دلیل ذوب بخشی آن‌ها و مهاجرت این عناصر به درون گدازه‌های گوشته‌ای بوده است.

۷- میانگین Cr_2O_3 در اغلب نمونه‌های کرومیت مورد بررسی به ۴۲٫۲۶ درصد می‌رسد، لذا با توجه به تقسیم‌بندی‌های انجام‌شده توسط [۳۱] می‌توان گفت که کرومیت منطقه‌ی گلاب سربیشه نوعی کرومیت درجه‌ی دوم است.

۸- کانسنگ کرومیت گلاب سربیشه با توجه به درصد Cr_2O_3 و Al_2O_3 و میزان Fe_2O_3 در صنایع شیمیایی (تولید اسید کرومیک، سولفات کروم، رنگ دانه اکسید کروم) قابل استفاده است؛ و با توجه به مقدار Al_2O_3 برای صنایع دیرگداز مناسب نیست.

مراجع

[۱] آقانباتی ع.، *"زمین‌شناسی ایران"*، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۵).

[۲] اطلس راه‌های ایران، سازمان جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، (۱۳۷۴).

[3] Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumfl F., "Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirisai, Kazakhstan: "*a study of solid and fluid inclusions in chromite*". Journal of Petrology, 38, pp. 1419-1458, (1997).

[4] Tirrul R., Bell L.R., Griffis R.J., Camp V. E., "*The sistan suture zone of eastern Iran*", .Geol Soc Am Bulletin, v. 84(1983) pp. 134 -150.

[5] Camp V.E., Griffis R.J., "*Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan Suture zone, eastern Iran*", Lithos, v. 15(1982), pp. 221-239.

[۶] نظری ح.، *"گزارش زمین‌شناسی ورقه ۱/۱۰۰،۰۰۰ سربیشه"*، (۱۹۹۹).

[7] Boudier F., Nicolas, "*A Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environment*". Earth Planet Science Letters, v. 76(1985) pp. 82- 89.

phil". Transactions of the Royal Society of London, v.286, (1977), pp.283-301.

[18] Cann J.R. "*Spilites from the Carsberg ridge, Indian ocean*". Journal of Petrology,v. 10 (1969) pp. 1-19.

[19] Taylor H.P., Jr.: "*The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks*". Contributions to Mineralogy and Petrology. v.19, pp 1-71, (1968).

[20] Sun S.S., McDonough W.F., "*Chemical and isotopic systematic of ocenic basalts*": implications for mantel compositions and processes In: Sanders A.D. and Norry M.J. (Eds), Magmatism in Ocean basins. Geological Society London Special Publications. v. 42, pp. 313-345, (1989).

[21] Welson M., "*Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach*", Unwin Hymen, London (1982).

[22] Xia, Y.F Zheng, L.G Zhou, "*Dehydration and melting during continental collision: Constraints from element and isotope geochemistry of low-T/UHP granitic gneiss in the Dabie orogen*", Chemical Geology, v. 247 (2008), 36-65.

[23] Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D., Bruce M.C., McDonald G.D., " *Fluid- mobile trace element constrainsts on the role of slab melting and implications for Archaean Crustal growth models*", Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 144 (2002), pp. 38-56.

[۲۴] درویش زاده ع.، "*زمین‌شناسی ایران*"، نشر دانش امروز، ۹۰۰ ص، (۱۳۷۰).

[25] Irvine T.N., "*Chromium Spinel as a Petrogenetic İndicator*": Part 2 Petrologic Applications; Canadian Journal of Earth Scifnces, v. 4, pp. 71-103. Rocks. Canadian Journal of Earth Sciences. 8, 523-548, (1976).

[26] Zhou M.F., Robinson P.T., "*High-Cr and high-Al chromitites, western China: Relationship to partial melting and melt/rock interaction in the upper mantle*", International Geological Reviews v. 36 (1994), pp. 678-686.

[27] Zhou M.F., "*Petrogenesis of the podiform Chromitites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet*". Dalhousie University Halifax, Nova Scoiety, (1996).

[8] Coleman R.G., "*Ophiolites: Ancient oceanic Lithosphere*". New York: Springer, Minerals-Rocks Series. 240 (1977), pp. 22.

[9] Kretz R. Symbols for rock- forming minerals. Am Mineral, 68: 277-279, (1983), Lechler P.J and Desilets M.O, A review of the use of loss on ignition as a measurement of total volatiles in whole rock analysis? Chemical Geology 63: 341-344, (1987).

[10] Dick H.J.B., Bullen T., "*Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine-type peridotites and spatially associated lavas*". Contributions to Mineralogy and Petrology. v. 86(1984), pp. 54-76.

[11] Dickey J.S. Jr., *"A hypothesis of origin for podiform Chromite deposits"*, Geochimica ET Cosmochimica Acta, v. 39 (1975), pp. 1061 – 1074.

[12] Eales H.V., Marsh J.S., "*Al/Cr ratios of coexisting pyroxenes and spinellids in some Ultramafic rocks*", Chemical Geology v. 38 (1983) pp. 57 – 74.

[13] Kamenetsky V., Crawford A.J., Meffre S., "*Factors controlling Chemistry of magmatic Spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks*", Journal of Petrology, v. 42 (2001), pp. 655 – 671.

[14] Ferrario A., Garuti G., "*Platinum group minerals in Chromite rich horizons of the Niquelandia complex (Central Goias, Brazil)* ". In: Prichard, H.M., Potts, P.J., Bowles, J.F.W., Cribb, S.J. (Eds.), Geo platinum, v. 87. Elsevier Applied Sciences, London, (1988), pp. 261–272.

[15] Kepezhinskas P.K., Taylor R.N., Tanaka H., *"Geochemistry of plutonic spinels from the North Kamchatka arc: comparisons with spinels from other tectonic settings*". Mineralogical Magazine v. 57 (1993), pp. 575–589.

[16] Leblance M., Violette G.F., "*Distribution of Aluminum – rich and Chromium- rich Chromite pods in Ophiolite peridotites*", Economic Geology v. 78 (1983) pp. 263-301

[17] Burns R.G., Burns V.M., "*the mineralogy and crystal chemistry of deep sea Manganese nodoues, apolymetallic resource of twenty-first century,*

[28] Keleman P.B., "*Reaction between ultramafic rocks and fractionating basaltic magma i. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant Dunite*". Journal of Petrology 31, 51-98, (1990).

[29] Fisk M.R., *"Basalt – magma interactions with harzburgite and the formation of high magnesium andesites"*, Geophysical Research Letters 13(1986) pp. 467 – 470.

[30] Irvine T.N., *"Origin of chromite layers in the Muskokx intrution and other intrusions: A new interpretation*". Geology. 5, pp. 273-277, (1977).

[۳۱] قربانی م.، " *دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران*"، پایگاه ملی داده‌های علوم زمین، (۱۳۸۰).